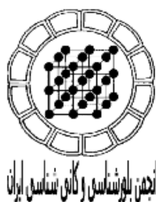
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۹۷ تا ۹۰۸




# سن‌سنجی و زمین‌شناسی ایزوتوپی گنیس‌ها و گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پایانی مجموعه نی‌باز (غرب ساغند)

**سیدعلی اکبر اسدی، قاسم قربانی*، هادی شفائی مقدم**

*دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران*

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۲۲، نسخه نهایی: ۹۸/۲/۲)

**چکیده:** مجموعه آذرین – دگرگونی نی‌باز (غرب ساغند، شمال یزد) یکی از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران به سن نئوپروتروزوئیک پایانی است که طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را شامل می‌شود. در برخی بخش‌های رسی دگرگونه این مجموعه می‌توان شواهد بارزی از ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و میلونیت‌زایی را مشاهده کرد. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش K-Ar، Rb–Sr و حتی U-Pb بر این مجموعه و مجموعه‌های سنگی هم‌جوار (چون چاپدونی، تاشک و زمان آباد) چندین گستره سنی از پروتروزوئیک پایانی تا میوسن را نشان می‌دهند، ولی وجود کنگلومرای سرشار از قلوه‌های گرانیتی و گنیسی سرچشمه گرفته از سرزمین‌های پی‌سنگی در قاعده توالی رسوبی کرتاسه جنوب‌غرب ساغند بیانگر نادرست بودن سن‌های جوان‌تر از کرتاسه نسبت داده‌شده به مجموعه نی‌باز است. بعضی از سن‌های گزارش‌شده نیز تنها می‌توانند بازتابی از رخدادهای زمین‌ساختی و زمین‌ساختی دگرگونی باشند که در دوره‌های مختلف، بر این مجموعه و مجموعه‌های پی‌سنگی همجوار تأثیر گذاشته‌اند که از آن جمله می‌توان به دگرگونی در ژوراسیک میانی و فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن تا میوسن اشاره کرد. براساس شواهد منطقه‌ای و روابط صحرایی، گستره زمانی ۵۷۰ تا ۵۳۰ میلیون سال پیش با واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای بیشتر همخوانی دارد. رخدادهای این گستره زمانی به احتمال زیاد بخشی از دگرگونی‌های کوه‌زایی کادومین بوده است. بررسی ایزوتوپ‌های هافنیم گرانیت‌های این مجموعه نشان می‌دهد که εHf نمونه‌های مورد بررسی دارای مقادیر منفی بوده و از ۱٫۰۲- تا ۱۸٫۸۷- متغیّر است. مقادیر منفی εHf با سرچشمه گرفتن مذاب‌های گرانیتی از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای یا همان گنیس‌های مجموعه نی‌باز (غرب ساغند) همخوانی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** *سن‌سنجی؛ نئوپروتروزوئیک؛ هافنیم؛ گرانیت؛ گنیس؛ نی‌باز؛ ساغند.*

**مقدمه**

جز پهنه‌های ساختاری کپه‌داغ و فلیش‌های شرق ایران، در سایر پهنه‌های ساختاری ایران (به ویژه ایران مرکزی، شکل ۱)، سرزمین‌های گندوانایی پروتروزوئیک‌پایانی – کامبرین‌پیشین، از جنوب تا شمال و از شرق تا غرب به‌طور پراکنده رخنمون دارند. این سرزمین‌ها، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را شامل می‌شوند که در تشکیل آنها فرایندهای سنگ‌ساز متنوعی (رسوبی، دگرگونی و آذرین) دخیل بوده‌اند. با شناخت نسبی آنها، می‌توان دریافت که فرایندهای مشابه بسیاری در تشکیل آنها سهیم بوده‌اند و می‌توانند زمین‌شناسان را در فهم دگرگونی‌های آنها یاری نمایند [۱]. برخی از نمونه‌های بارز سرزمین‌های نئوپروتروزوئیک پایانی که تاکنون بررسی شده‌اند عبارتند از: طرود- بیارجمند- خارتوران - میامی (مجموعه‌های دگرگونی- آذرین دلبر، بند هزارچاه، سفید سنگ، شترکوه، جنوب دوچاه، ماجراد، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، غرب رضاآباد خارتوران و گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی) [۲-۸]؛ مرز بین جندق- عروسان– آیراکان [۹]، شمال-غرب بردسکن (مجموعه بورنورد) [۱۰-۱۵]، جنوب‌غرب

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۳۲۲۷۵۸، نمابر: ۰۲۳۳۵۲۲۰۹۹۱، پست الکترونیکی: ghorbani@du.ac.ir



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]

بردسکن (کوه‌سرهنگی و لاخ برقشی) [۱۶-۱۸]، فریمان – تربت جام (مجموعه قلندر آباد) [۱۹، ۲۰]، ساغند – پشت بادام (مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نی‌باز، بنه شورو، تاشک، چاپدونی، زمان آباد، خشومی، زرین، مزرعه توت و ...) [۲۱-۲۳]، بافق – کوشک – بهاباد (رزیگان، ناریگان، بهاباد، کوه پشت‌سرخ و ...) [۲۲، ۲۴، ۲۵]، زرند (مجموعه شمال و شمال غرب زرند تا کوهبنان) [۲۶، ۲۷]، لکرکوه [۲۸]، شمال گلپایگان (مجموعه گلپایگان) [۴]، جنوب ابهر – خرمدره و گرانیت‌های لاهیجان) [۴]، مغانلو (غرب زنجان) [۴]، گرانیت دوران (غرب زنجان) [۴]، ماهنشان – تکاب – شاهین دژ (مجموعه‌های خیرآباد، سورسات، تکاب و شاهین‌دژ) [۲۹-۳۲]، شیچ چوپان – بوباکتان (کردستان) [۴]، خوی – سرو (مجموعه خوی – سرو) [۳۳]، البرز (سازند کهر) [۳۴] و لاهیجان (گرانیت‌های لاهیجان) [۴].

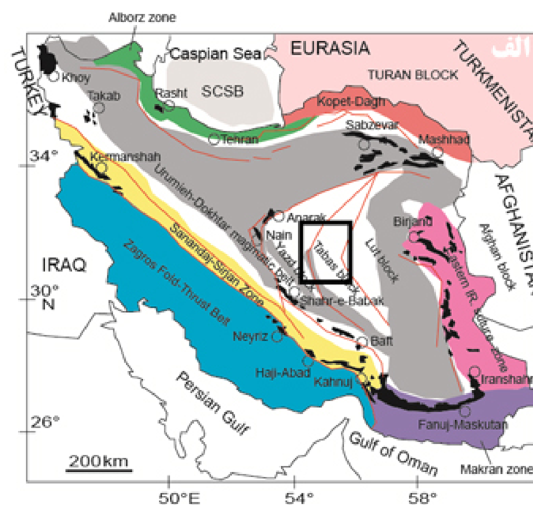
مجموعه آذرین – دگرگونی نی‌باز که از جمله این سرزمین‌هاست در غرب ساغند (شمال یزد) رخنمون دارد و طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را شامل می‌شود (شکل ۲). بررسی این سرزمین‌ها و سنگ‌های آنها می‌تواند روند تکامل پی‌سنگ ایران را در این بخش از ایران مرکزی بهتر مشخص کند. با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه از سنگ‌های بسیار قدیمی بوده (سن نئوپروتروزوئیک) و گاه دگرسان‌شده نیز هستند، بهتر است در کنار بررسی‌های زمین‌شیمیایی، از نتایج سن سنجی U-Pb به روش طیف‌سنجی جرمی یون ثانویه (SIMS) بر زیرکن و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های هافنیم نیز استفاده شود. این کار در این پژوهش انجام شده و گزیده‌ای از نتایج آن در این مقاله ارائه شده است.




**شکل ۱** تصویرماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی – آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن – اوایل کامبرین) در بخش مرکزی پهنه ساختاری ایران‌مرکزی (شمال‌شرق تا جنوب‌شرق یزد). ۱: زمان آباد، ۲: اسماعیل اباد، ۳: چاپدونی، ۴: تاشک، ۵: بنه‌شورو، ۶: نی‌باز، ۷: زرین، ۸: خشومی، ۹: پشت‌سرخ، ۱۰: زریگان، ۱۱: بهاباد، ۱۲: بافق – ناریگان، ۱۳: زرند و ۱۴: لکر کوه.

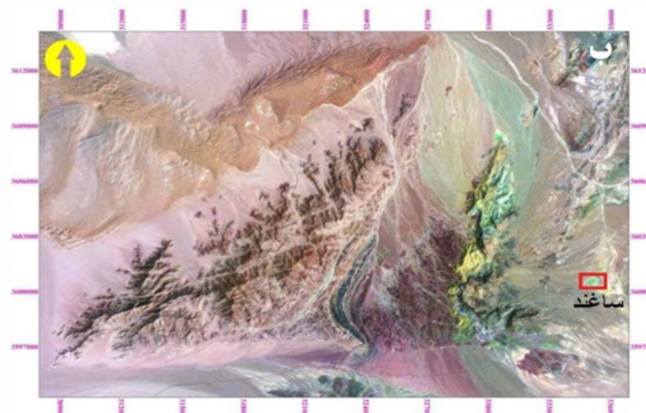
[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]





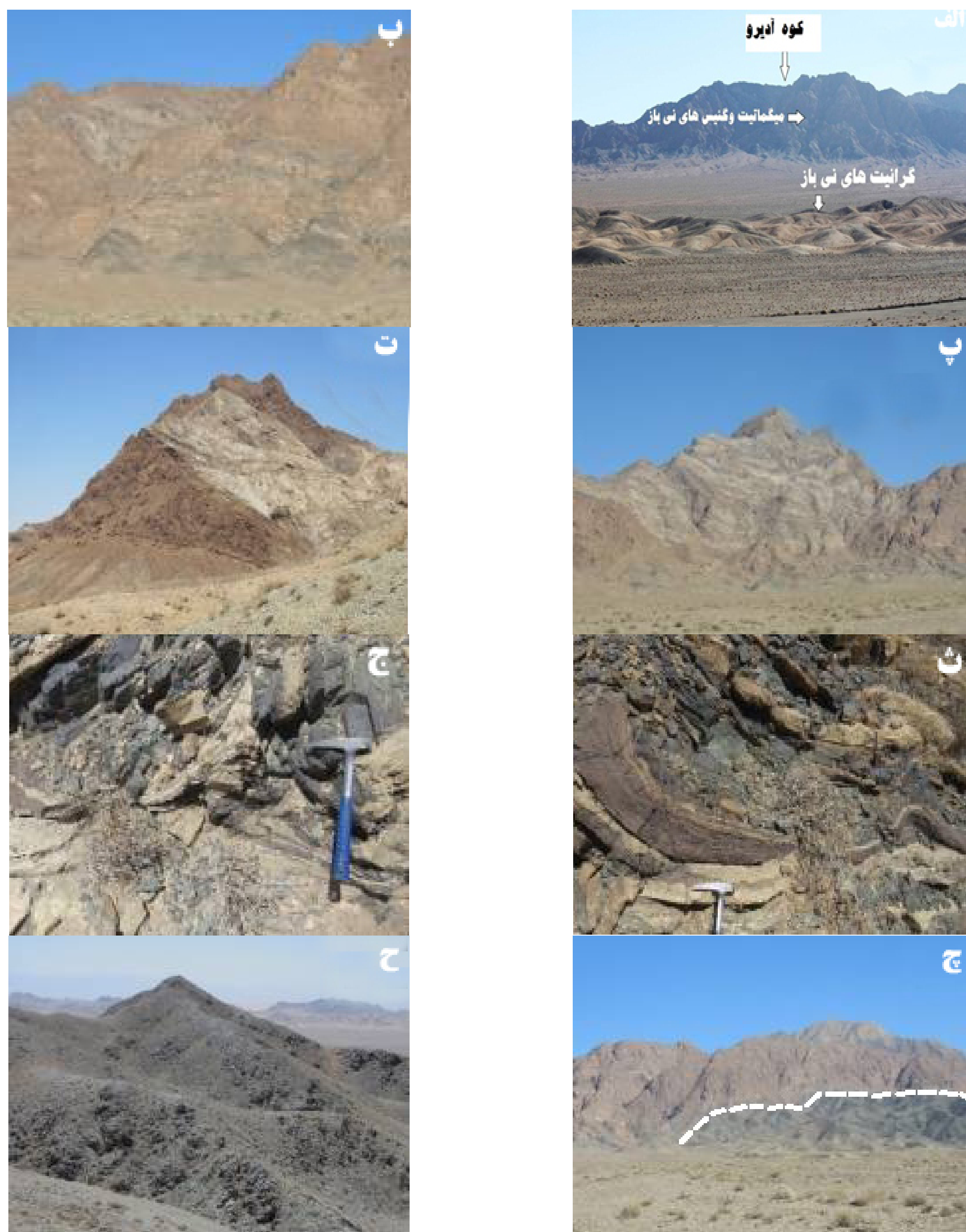





**شکل ۲** الف– نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و جایگاه تقریبی مجموعه نی‌باز (مستطیل مشکی) بر آن و ب- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده مجموعه دگرگونی – آذرین نی‌باز. دور تصویر بر حسب سیستم مختصات جهانی رکاتور معکوس UTM مدرج، است.

**زمین‌شناسی عمومی منطقه**

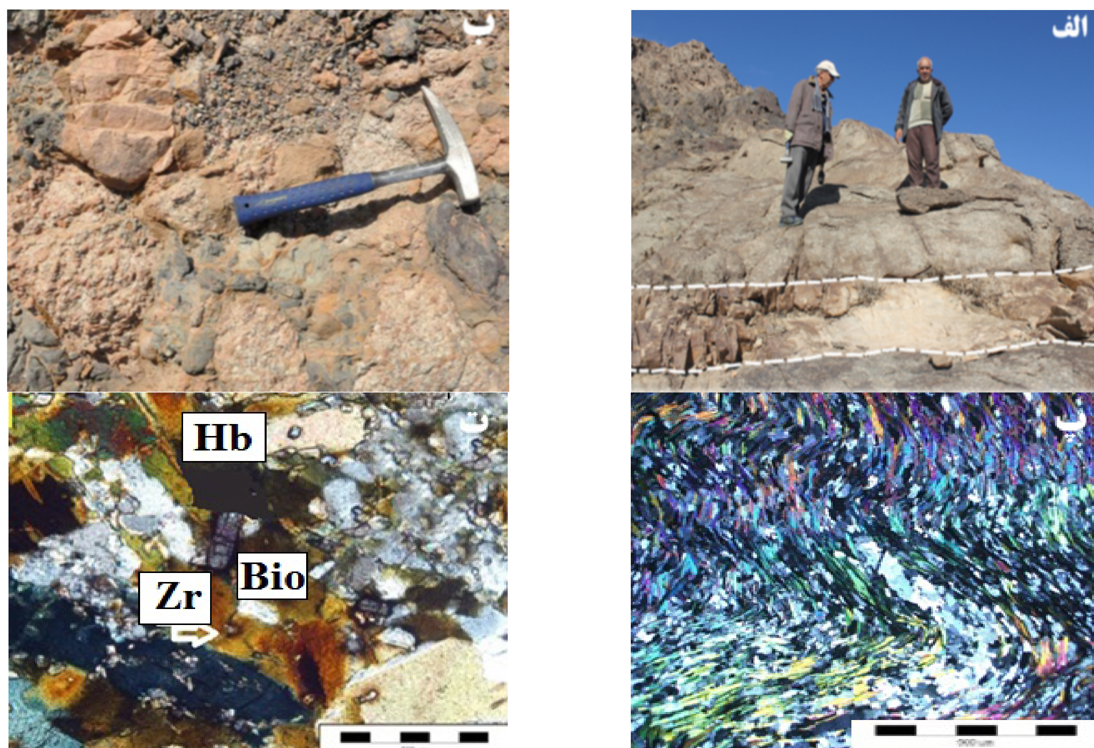
مجموعه نی‌باز طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در بر می‌گیرد و در غرب ساغند و به طور دقیق‌تر در جنوب- غربی روستای مغستان رخنمون دارد (شکل ۲). این منطقه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی به حساب می‌آید [۲۲، ۳۵]. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای که بخش قابل‌توجهی از این مجموعه را به خود اختصاص می‌دهند، دارای ماهیت متاپلیتی، متاگریوکی، متاپسامیتی، متاکربناته و متابازیتی هستند. ضخامت ظاهری توالی سنگی مجموعه نی‌باز حدود ۲۰۰۰ متر است. متاپلیت‌ها دارای طیف سنگی متنوعی شامل میکاشیست، گارنت‌میکاشیست و بیوتیت - گارنت گنیس هستند. متاکربنات‌ها، مرمرهای آهکی و دولومیتی با بازتبلور نسبتاً پیشرفته‌ای را شامل می‌شوند. ضخامت متاکربنات‌ها به چند صد متر می‌رسد و اغلب بالاترین بخش توالی سنگی اولیه را به خود اختصاص داده‌اند [۳۶] (شکل ۳). متابازیت‌ها دارای ترکیب غالب آمفیبولیتی هستند و بر اساس شواهد صحرایی از جمله درهم آمیختگی گدازه‌های بازالتی با سنگ‌های آهکی (که اکنون به مرمر دگرگون شده‌اند) (شکل‌های ۳ ث و ج)، سنگ مادر سنگ‌های بازی دارای ماهیت گدازه‌ای (اغلب زیرآبی)، انباشته‌های دایکی بازی (دیابازی) و توده‌های آذرین کوچک مقیاس بوده‌اند. متابازیت‌ها در بسیاری نقاط دگرریختی و میلونیتی‌شدن نشان می‌دهند. رخساره‌های دگرگونی در این مجموعه‌ها در حد آمفیبولیت تا آمفیبولیت‌بالایی هستند.




**شکل ۳** الف - دورنمایی از بخش شمالی مجموعه نی‌باز. بخش سفیدرنگ جلوی تصویر، رخنمون سنگ‌های گرانیتی و مناطق مرتفع بخش عقبی تصویر رخنمون گنیس‌ها و میگماتیت‌ها را نشان می‌دهد. ریخت‌شناسی سنگهای لوکوگرانیتی مورد توجه است. جهت دید به سمت جنوب غرب است. ب و پ- دورنمایی از تناوب متابازیت‌ها و متاکربناتها در مجموعه دگرگونی نی‌باز. در بخش بالایی این توالی فقط متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی) رخنمون دارند. به ضخامت زیاد متاکربنات‌ها مورد توجه است. جهت دید به سمت جنوب شرق است. ت – تصویری از متاکربنات‌های آهکی و دلومیتی (بخش مایل به قهوه‌ای). ث و ج – تصاویری از درهم آمیختگی بازالت‌ها و کربنات‌ها که اکنون به مجموعه‌ای از آمفیبولیت و مرمر دگرگون شده‌اند. چ- دورنمایی از همبری یا مرز تماس دیوریت‌ها و مرمرها. این مرز گسلی است و نشان می‌دهد که مرمرهای آهکی بر دوریت‌ها رانده شده‌اند.جهت دید به سمت جنوب است. ح– دورنمایی از دیوریت‌های قطع کننده مجموعه دگرگونی نی‌باز. جهت دید به سمت جنوب غرب است. تصاویر ب تا ح همه مربوط به منطقه جنوب و جنوب‌غربی روستای مغستان است.


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]

دگرگونی در بالاترین درجه خود، تا حد ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت‌های روشن تورمالین‌دار دانه‌ریز پیش‌رفته است. گرانیت‌های برآمده از ذوب‌بخشی به صورت توده‌های کوچک و بزرگ از چند متر مربع تا چندین کیلومتر مربع رخنمون دارند. در برخی نقاط نیز فرآورده‌های ذوب‌بخشی به صورت دایک دیده می‌شوند (شکل ۴). شواهد بارزی از وجود میگماتیت‌های فلسی در مجموعه نی‌باز وجود دارد. در این مجموعه طیف گسترده‌ای از دگرشکلی مومسان و دگرشکلی شکننده میکروسکپی تا صحرایی و بسیار بزرگ مقیاس چون میلونیتی-شدن از نوع درجه پایین تا درجه بالا دیده می‌شود. شواهد بارزی از ریزساخت‌های پری، سین و پست زمین ساخت بین پورفیروبلاست‌ها و زمینه‌سنگ‌های دگرگونی مشاهده می‌شود. تعدادی توده گابرودیوریتی سنگ‌های دگرگونی مجموعه نی‌باز را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۳ چ و ح) که با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ ساغند [۳۷]، سن ژوراسیک میانی برای آنها درنظر گرفته شده است، البته این سن تنها بر اساس مستندات صحرایی است. مشاهدات صحرایی این پژوهش نشان می‌دهد که مرز تماس در محل تماس یا همبری این توده‌های گابرودیوریتی مرز تماس گسلی است (شکل ۳ چ) و در نتیجه سن نسبت داده شده به این توده‌های نفوذی باید با احتیاط در نظر گرفته شود و بهتر است از روش‌های سن‌سنجی نوین چون روش U-Pb بر زیرکن برای تغییر دقیق‌تر سن آنها براساس نسبت‌های ایزوتوپی استفاده شود. مجموعه نی‌باز در بخش جنوب غربی توسط توالی رسوبی – تخریبی کرتاسه پیشین با ضخامت چند صد متر و ترکیب غالب کنگلومرایی سرشار از قلوه‌های سنگی گرانیتی و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی پوشیده شده است. بالاترین بخش این توالی را آهک‌های به رنگ کرم – خاکستری اربیتولین‌دار به خود اختصاص داده‌اند. این مجموعه-های دگرگونی در ارتباط با کوهزایی کادومین تشکیل شده‌اند [۳۶]. گفتنی است که با توجه به تشابه توالی‌های سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی در مناطق مختلف از جمله ماجراد، دلبر، دوچاه (جنوب‌شرق شاهرود) [۷، ۳۸]، شمال انارک [۹]، شمال‌غربی رباط پشت‌بادام (شمال و شمال شرقی روستای چمگو [۳۹] به نظر می‌رسد که بخش بالایی توالی مجموعه سنگی نی‌باز به اشتباه به پالئوزوئیک (دونین تا پرمین) نسبت داده شده است.




**شکل ۴** الف–قطع‌شدگی سنگ‌های گنیسی میزبان توسط دایک‌های گرانیتی آپلیتی در غرب مغستان (شمال مجموعه نی‌باز، دید به سوی جنوب). ب- کنگلومرای قاعده کرتاسه در جنوب غرب ساغند که سرشار از قلوه‌های سنگی میکاشیستی، گنیسی، آمفیبولیتی، مرمری، گرانیتی و گابرودیوریتی است. پ- تصویر میکروسکپی میکاشیست‌های چین‌خورده با بافت لپیدوبلاستی بارز. ت- تصویر میکروسکپی گنیس‌های بیوتیت‌دار سرشار از زیرکن. دگرشکلی مومسان از ویژگی بارز این سنگ‌هاست(هورنبلند سبز:Hb، بیوتیت:Bio، زیرکن:Zr)

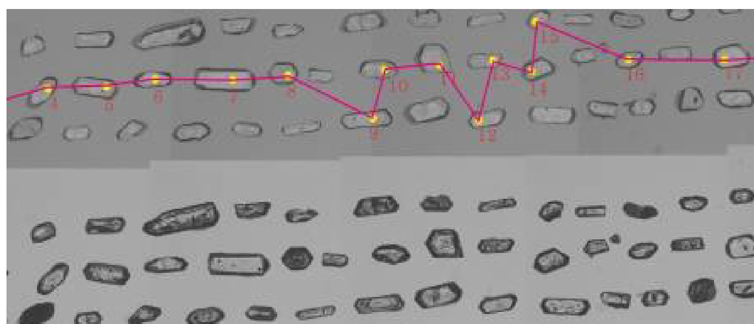
در نقشه زمین‌شناسی ساغند [۳۷]، به گرانیت‌های قطع کننده مجموعه نی‌باز سن پس از کرتاسه نسبت داده شده است، ولی شواهد صحرایی در شمال‌شرقی مغستان نشان می‌دهد که همین گرانیت‌ها توسط کنگلومرای قاعده کرتاسه پوشیده شده‌اند (شکل ۵)، از این رو سن نسبت داده شده به آنها نادرست است. تعیین سن‌هایی که به تازگی بر این نوع از گرانیت‌ها در غرب مغستان انجام شده است این موضوع را تأیید می‌کند (بخش سن‌سنجی را ببینید). در شکل‌های ۶ و ۷، تصاویری از ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی میکاشیست‌ها و گنیس‌ها نشان داده شده است. میکاشیست‌ها و گارنت-میکاشیست‌ها، بافت‌های پورفیروبلاستی و لپیدوبلاستی بارزی نشان می‌دهند. بیوتیت، مسکوویت و گارنت کانی‌های بارز سازنده آنها هستند. آثار دگرشکلی به صورت گسترش برگوارگی و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها نمایان است. گنیس-ها و گنیس‌های گارنت‌دار بافت پورفیروبلاستی و گرانوبلاستی نشان می‌دهند. میلونیتی‌شدن و در پی آن رخداد پدیده دانه‌ریز شدن، مرزهای دانه‌ای دندانه‌دار و درهم فرورفته و خاموشی موجی از ویژگی‌های بارز گنیس‌هاست.

پیچیدگی روابط صحرایی در سرزمین‌های پی‌سنگی مانند مجموعه نی‌باز بیانگر آن است که این روابط باید در مقیاس گسترده‌تر و دقیق‌تر بررسی شوند و همچنین تا جای ممکن از روش‌های صحیح سن‌سنجی ایزوتوپی متناسب با این سرزمین-های کهن و اغلب دگرریخت یا دگرگون شده استفاده کرد. پژوهش‌هایی بر سرزمین‌های پی‌سنگی جنوب – جنوب‌شرق شاهرود برخی از این پیچیدگی‌ها و مسائل را بررسی کرده و نتایج با ارزشی به دنبال داشته‌اند (مراجع [۱-۳، ۵، ۷، ۸، ۱۱، ۳۸-۴۰] راببینید). پژوهش‌های انجام شده پیرامون مجموعه کوه سرهنگی [۱۶] و مجموعه بردسکن [۱۰، ۱۱، ۴۱] نیز دربردارنده اطلاعات ارزشمندی هستند. کارگران بافقی و همکاران [۴۲-۴۶]؛ و پژوهشگرانی دیگر [۹، ۲۲، ۲۵، ۴۷]. نیز اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مرکزی از جمله بنه‌شورو، چاپدونی، خشومی، تاشک و نی‌باز ارائه کرده‌اند. گفتنی است که برخی پژوهشگران [۴۲-۴۶، ۴۸] در ارتباط با مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مرکزی از جمله بنه‌شورو، چاپدونی، خشومی، تاشک و نی‌باز بررسی‌های گسترده‌ای انجام داده‌اند و با توجه به تعیین سن‌هایی که بیشتر به روش Ar- Ar صورت گرفته است برخی رخدادهای تحمیل شده بر مجموعه‌های پی سنگی ایران از جمله بنه‌شورو و تاشک را به دگرگونی‌های زمین‌ساختی و دگرگونی نسبت داده‌اند. برخی از زمان‌های مهم این دگرگونی‌ها اوایل ژوراسیک، ژوراسیک پسین، اوایل کرتاسه و ائوسن معرفی شده‌اند. اگرچه از پژوهش‌های انجام شده نتایج ارزشمندی به دست آمده است، ولی دگرگونی‌های سنگ‌شناسی منطقه هنوز نیازمند بررسی-های دقیق و جامع بیشتری در این زمینه است.

## سن‌سنجی

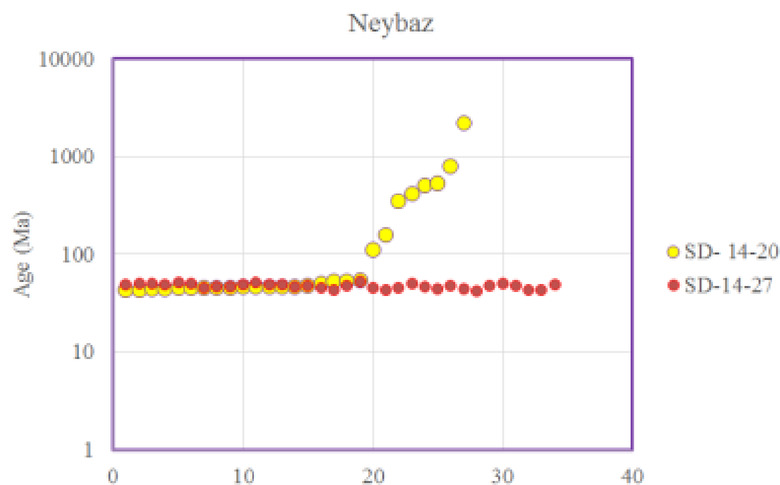
### روش کار

برای آزمایش‌های سن‌سنجی به روش پرتوسنجی، سه نمونه از سنگ‌های گرانیتی و گنیسی انتخاب و به آزمایشگاه State Key دگرگونی سنگ کره‌ای انجمن علوم چین ارسال شد. در آنجا زیرکن‌ها با استفاده از روش‌های خردایش، دانه‌بندی کردن، آب شویی، به کارگیری مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی، زیرکن‌ها جدا گردیدند. زیرکن‌های جداشده بر لام ویژه‌ای چسبانده شده و جهت بررسی دستگاهی آماده شدند. اندازه-گیری نسبت‌های ایزوتوپی U و Pb به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی سایش لیزری (LA-ICPMS) در آزمایشگاه دگرگونی سنگ کره‌ای دانشگاه Northwest چین و در دانشگاه Macquarie استرالیا انجام شد. نتایج سن‌سنجی-های انجام‌شده در رسم نمودارهای سازگاری و سایر تجزیه و تحلیل استفاده شد.

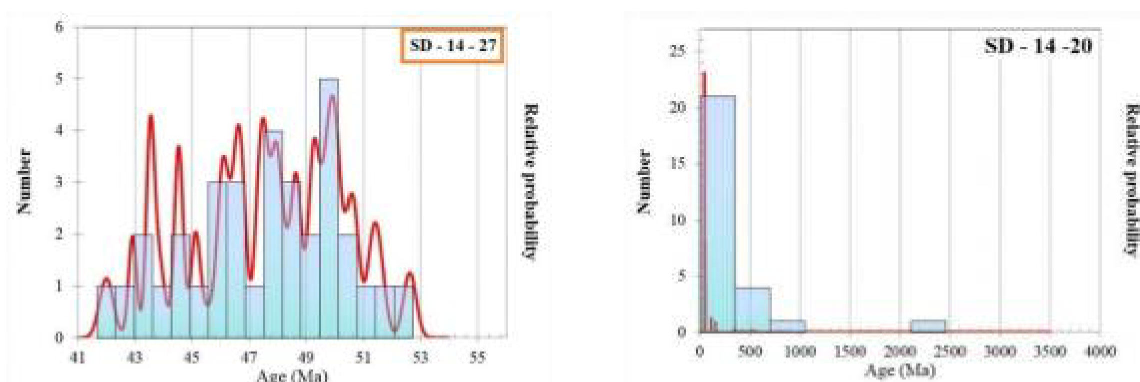


**شکل ۵** تصاویری از زیرکن‌های انتخاب‌شده برای سن‌سنجی به روش اورانیم – سرب از گرانیت‌های مجموعه نی‌باز.


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]




**شکل ۶** تغییرات فراوانی سن‌های به دست آمده به روش U-Pb برای نمونه‌های سنگی مورد بررسی. سن‌های بیش از ۶۰۰ میلیون سال سن هسته‌های موروثی زیرکن هستند. سن‌های جوان‌تر از ۵۰۰ میلیون سال نیز اغلب با رخداد تشکیل سنگ‌ها سازگار نیست و بازتابی از رخدادهای زمین‌ساختی ماگمایی و زمین‌ساختی دگرگونی هستند که در دوره‌های زمانی مختلف بر این مجموعه‌های پی‌سنگی تأثیر گذاشته‌اند.



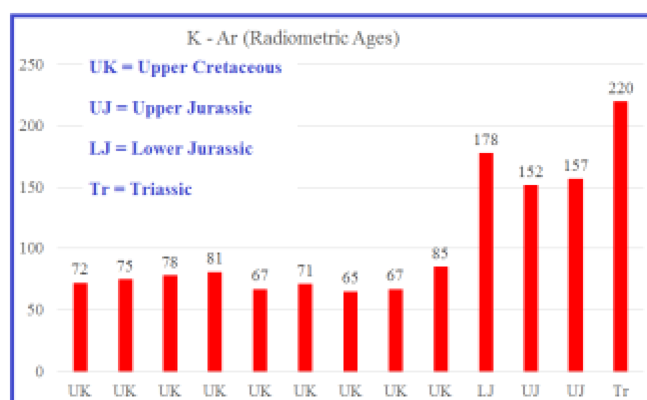

**شکل ۷** نمودار فراوانی انباشتی زیرکن‌های تعیین‌سن شده به روش U-Pb برای دو نمونه سنگی .

## تجزیه و تحلیل نتایج سنی سنجی

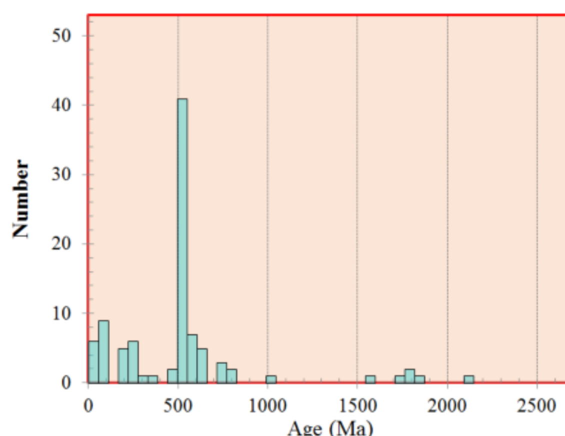
نتایج به‌دست آمده از سن‌سنجی به روشU-Pb بر کانی زیرکن نمونه‌های گرانیتی و گنیسی مجموعه دگرگونی نی‌باز نشانگر چندین گستره زمانی (۵۸۷ تا ۱۶۳۷، ۵۷۲ تا ۵۱۳، ۵۱۲ تا ۳۹۴، ۲۲۳ تا ۱۷۴، ۵۴ تا ۴۲ و ۱۳ تا ۱۱ میلیون سال) است (شکل‌های ۸ و ۹ رابببینید). البته شواهد منطقه‌ای و روابط صحرایی نشان می‌دهد که گستره زمانی ۵۷۰ تا ۵۳۰ میلیون سال سنی است که با واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای همخوانی دارد و رخدادهای صورت گرفته در آن به احتمال زیاد بخشی از دگرگونی‌های کوه‌زایی کادومین بوده است. ولی سایر سن‌ها می‌توانند بازتابی از رخدادهای زمین‌ساختی ماگمایی و زمین ساختی دگرگونی باشند که این مجموعه‌های پی‌سنگی در دوره‌های زمانی مختلف، دستخوش آنها شده‌اند که از آن جمله می‌توان به دگرگونی در ژوراسیک میانی و فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن و میوسن اشاره کرد (شکل ۱۰). پیدا شدن قطعات گرانیت‌ها و گنیس‌های موجود در کنگلومرای قاعده توالی کرتاسه رخنمون یافته در جنوب غرب ساغند بیانگر این است که به احتمال زیاد سن به دست آمده مربوط به فرآیندهای بعدی است و سن واقعی سنگ باید بیشتر از مقدار به دست آمده باشد.

برخی از پژوهشگران [۲۵، ۴۲، ۴۷] نیز که در ارتباط با مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مرکزی از جمله بنه‌شورو، چاپدونی، خشومی، تاشک و نی‌باز بررسی‌های گسترده‌ای انجام کرده‌اند به وجود این گونه گستره‌های سنی اشاره کرده‌اند و برخی از آنها را به دگرگونی، دگرشکلی و فعالیت‌های ماگمایی بعدی تحمیل شده بر مجموعه‌های پی سنگی نسبت داده‌اند.

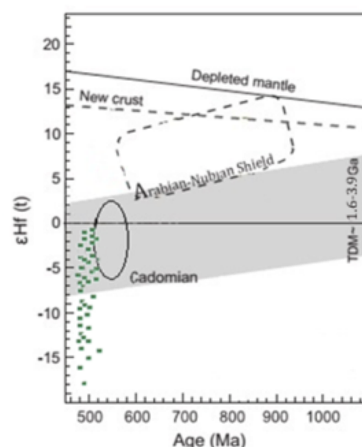

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]
[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]




**شکل۸** نمودار تغییرات سن‌های K-Ar به دست آمده از ۱۳ مورد سن‌سنجی بر طیف گسترده‌ای از ترکیبات سنگی مجموعه‌های آذرین – دگرگونی ایران مرکزی (شامل نی‌باز، چاپدونی، زمان آباد، اسماعیل‌آباد و ...). داده‌ها برگرفته از از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰ : ۱ ساغند، چادرملو و رباط پشت‌بادام هستند. بسیاری از این مقادیر با توجه به نتایج به دست آمده از سن‌سنجی‌های جدید به روش U-Pb بر زیرکن [۲۲]، در هاله‌ای از ابهام قرار دارند و در مواردی نیز نادرستی آن‌ها تأیید شده است.




**شکل ۹** تغییرات فراوانی سن‌های U-Pb به دست آمده از ۹۵ مورد سن‌سنجی (به ازای هر دانه زیرکن) بر طیف گسترده‌ای از ترکیبات سنگی مجموعه‌های آذرین – دگرگونی ایران مرکزی (شامل نی‌باز، چاپدونی، خشومی، زمان آباد، زریگان، دوزغ (دوزخ) دره، اسکمبیلو، اسماعیل‌آباد، آریز و ...). بیش‌ترین فراوانی سن‌ها در گستره سنی ۵۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال است. داده‌ها برگرفته از مرجع [۲۲] بوده و نمودار فراوانی آن‌ها به طور یکجا یا همزمان رسم شده است. اگرچه این نتایج ارزشمند و شایان توجه است ولی با توجه به روابط صحرایی در آنها، در مورد سن‌های جوان‌تر چون تریاس و ائوسن باید احتیاط کرد.




**شکل ۱۰** تغییرات زمانی εHf (بر حسب میلیون سال) برای زیرکن‌های گرانیت‌های نی‌باز.

**نسبت‌های ایزوتوپی Hf**

به منظور شناخت فرآیندهای درگیر در میگماتیتی‌شدن و گرانیت‌زایی، زیرکن نمونه‌های منطقه نی‌باز برای بررسی‌های ایزوتوپ هافنیوم استفاده شدند. تغییرات زمانی $Hf_{initial}$ ($^{176}Hf/^{177}Hf$) نسبت به یک مخزن هم شکل کندریتی (CHUR) با εHf نشان داده می‌شود. εHf نمونه‌های مورد بررسی منفی و از ۱/۰۲- تا ۱۸/۸۷- متغیّر است. مقادیر εHf بیانگر این است که نمونه در مقایسه با مخزن هم شکل کندریتی از $^{176}Hf$ پرتوزا تهی شده است و احتمالاً از منبعی سرچشمه گرفته که در مقایسه با کندریت از Lu/Hf پایین‌تری برخوردار بوده است [۴۹]. تغییرات مشابه در سن‌های مدل ایزوتوپ هافنیوم برای زیرکن‌ها نشان می‌دهد که زیرکن‌ها از فرآیندهای تحلیل-بازتبلور (همراه با ذوب‌بخشی) هسته‌های زیرکن‌های قدیمی در یک سیستم بسته به وجود آمده‌اند و یا می‌تواند نشان‌دهنده مذاب‌های بخشی باشند از یک خاستگاه متفاوت باشند [۵۰، ۵۱]. مقادیرمنفی εHf با سرچشمه گرفتن مذاب‌های گرانیتی از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای یا همان گنیس‌های مجموعه نی‌باز در غرب ساغند (یا به عبارتی سنگ‌های میزبان خود) همخوانی دارد. شواهد صحرایی و زمین‌شیمیایی نیز این امر را تأیید می‌کند.

**برداشت**

مجموعه آذرین – دگرگونی نی‌باز از جمله سرزمین‌های پی‌سنگی ایران است که در غرب ساغند (شمال یزد) رخنمون دارد و طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی، متابازیتی و متاکربناته را شامل می‌شود. شواهد بارزی از ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و میلونیت‌زایی در برخی نقاط این مجموعه دیده می‌شود. سنگ‌هایی با ترکیب گابرو تا دیوریتی نیز این مجموعه را قطع کرده‌اند که جایگاه چینه‌شناسی آن‌ها هنوز به طور دقیق مشخص نیست.

اگرچه پیشتر تعیین سن‌هایی به روش‌های K-Ar و Rb – Srبر این مجموعه و سایر مجموعه‌های سنگی هم‌جوار چون چاپدونی، تاشک و زمان آباد صورت گرفته و بیانگر گستره‌های سنی ۲۸± ۲۲۰ تا ۵ ± ۶۵ میلیون سال است، ولی با شواهد صحرایی از جمله وجود کنگلومرای سرشار از قطعات سنگی سرچشمه گرفته از سرزمین‌های پی‌سنگی در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک – کرتاسه غرب ساغند تناقض نشان می‌دهد. در پژوهش حاضر، سن‌سنجی جدید به روش U-Pb بر زیرکن‌های استخراج شده از گرانیت‌ها و گنیس‌ها نشان دهنده چند گستره زمانی (۵۸۷ تا ۱۶۳۷، ۵۷۲ تا ۵۱۳، ۵۱۲ تا ۳۹۴، ۲۲۳ تا ۱۷۴، ۵۴ تا ۴۲ و ۱۳ تا ۱۱ میلیون سال) است. شواهد منطقه‌ای و روابط صحرایی نشان می‌دهد که گستره زمانی ۵۷۰ تا ۵۳۰ میلیون سال سنی است که با واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای سازگارتر بوده و نشانگر بخشی از دگرگونی‌های کوهزایی کادومین است. ولی سایر سن‌ها می‌توانند بازتابی از رخدادهای زمین‌ساختی ماگمایی و زمین‌ساختی دگرگونی باشند که این مجموعه‌های پی‌سنگی در دوره‌های زمانی مختلف، دستخوش آنها شده‌اند که از آن جمله می‌توان به دگرگونی در ژوراسیک میانی و فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن و میوسن اشاره کرد. البته این نتیجه‌گیری هنوز نیازمند داده-های سنی بیشتر و تطبیق آنها با شواهد منطقه‌ای و صحرایی است. با توجه به داده‌های به دست آمده از اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی هافنیم، εHf نمونه‌های مورد بررسی دارای مقادیر منفی بوده و از ۱/۰۲- تا ۱۸/۸۷- متغیّر است. مقادیرمنفیεHf با سرچشمه گرفتن مذاب‌های گرانیتی از سنگ‌های پوسته‌ای یا همان گنیس‌های مجموعه نی‌باز در غرب ساغند (یا به عبارتی سنگ‌های میزبان خود) همخوانی دارد. شواهد صحرایی و زمین‌شیمیایی نیز این امر را تأیید می‌کند.

**مراجع**

[1] Sadeghian M., *"Typical geological characteristic of the Late Proterozoic-Cambrian Iranian Gondwana land, as indicators for their better recognize. In: Proceeding of the 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran*", Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1395, p 70-77. In Persian.

[2] Balaghi Einalou M., *"Petrology and geochemistry of Delbar igneous-metamorphic complex Biarjemand (southeast of Shahrood)*, Ph.D. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1393, In Persian.

[3] Hosseini S.H., *"Petrology, geochemistry and geochronology of Bande Hezar Chah granitoid of Biarjmand (southeast of Shahrood)*", Ph.D. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1394, In Persian.

[4] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove, M., Shmitt A., Walker D., *U-Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic –Early Cambrian granitoids in*

National and the 2th International Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, 2016.

[13] Karimpour M.H., Lang Farmer G., Stern C.R., Salati E., *"U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy, (2011) No 1. PP: 1-18.

[14] Karimpour M. H., Rahimi B., Zirjanizadeh S., Salati A., *"Petrology of intrusive bodies of Taknar mine area, Bardaskan (Kashmar)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 1389, vol. 18, No.1, p. 67-78. In Persian

[15] Malekzadeh Shafaroodi A., Karimpour M. H., Mazaheri S. h., *"Geology, mineralization and chemistry of Tak I, Taknar polymetal massive sulfide (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) deposit, Khorasan, Bardaskan"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 1383/2004, vol. 12, No.2, p1-12. In Persian.

[16] Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi, M., Theye T., *"Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block)",* Journal of Asian Earth Sciences, (2015) v. 102, p.24-44. Doi: 10.1016/jseaes2014.07.034.

[17] Sahandi M. R., *"Geological Quadrangle Map of Ghasem Abad 1:100000. Geological Survey of Iran"* (2002) Tehran.

[18] Mosavinejad Sough S., Nasrabadi M., Nouzaeim R., Davoudi Z., *"Geothermobarometry and geological setting of metamorphic basement of Central Iran, Lakh Barghshi area (southwest of Khorasan Razavi)"*, Journal of Petrology, 1395, vol. 7, No. 26, p. 171-186. In Persian.

[19] Gramont X.B., Guillou Y., *"Geologicalmap of Kariznow"*, Geological Survey of Iran, (1979) Scale 1:100,000.

[20] Homam M., *"Petrology and geochemistry of Proterozoic hornblendegabbros from southeast Fariman ( Khorasan Razavi province)"*, Journal of Economic Geology, 1394, vol. 7, No. 1, p. 91-110. In Persian.

[21] Razavi S.M.H., Moein Vaziri H., *"Petrography and petrology of metamorphic rocks of Khoshmi and Nybaz"*, In: Proceeding of geology conference, 1371, Tarbiat Moallem University. In Persian.

[22] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand Region, Central Iran: U–Pb geochronology petrogenesis and implications for Gondwana Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement",* Tectonophysics, (2008) 451: 71- 96.

[5] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R.J., Santos J.F., Wu Y., *"Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatismin the ChahJam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research., (2015) v. 27, no. 1, p.439-452.

[6] Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F.V., Koˇsler J., Frank W., *"Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (centralIran)"*, Int. J. Earth. Sci. 100: 45–62. doi :10.1007/s00531-009-0499-0.

[7] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., *"Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran"*, J. Asian Earth Sci., (2014) 06.011. 10.1016/j.jseaes.

[8] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., *"Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Chemie der Erde 75, (2015) 207–218.

[9] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications"*, Tectonophysics. (2008) 451: 123–155. 10.1016/j.tecto.2007.11.047.

[10] Monazzami Bagherzadeh R., Karimpour M. H., Lang Farmer G., Stern C.R., Santos J.F., Rahimi B., Heidarian F Shahri M. R., *"U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran)",* Journal of Asian Earth Sciences. (2015) 111: 54 –71.

[11] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Santos J.F., Stern R.J., Griffin W., Ghorbani Gh., Sarebani N., *"Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran",* Earth and Planetary Science Letters (2017) 474, p.83-96.

[12] Sarebani N., Ghorbani Gh., Shafaii Moghadam H., *"Zircon U-Pb dating of plutonic rocks of Taknar zone, northeast of Iran"*, 34th

Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashhad Branch, Iran, (2010) 26-28.

[32] Saki A., *“Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks”*, Gondwana Res. (2010) 17: 704–714.

[33] Haghipour A., Bolourchi M., Houshmandzadeh A., Sabzehei M., Stöcklin J., Hubber H., Sluiter W., Aghanabati A., *“Exploration Text of the Ardekan Quderangle map”*, Geological Survey of Iran. (1977) (Tehran, Iran, 88 pp.

[34] Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R.J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M., *“Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics”*, Tectonophysics, 2008, 451: 97-122. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.063.

[35] Haghipour A., *“The evolution of geological events of Central Iran*", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 1968. In Persian.

[36] Asadi S.A.A., *“Geochemistry and geochronology of the igneous-metamorphic Neybaz complex in the Central Iran*", M.Sc. teses, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, 1396, In Persian.

[37] Babakhani A.R., Majidi J., *“Geological map of Saghand, 1:100000 scale*", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 1374.

[38] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H.A., *“The first report of gabbrodiorites dating of Shotorkuh igneous-metamorphic complex (southeast of Shahrood)”*, In: Proceeding of the 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1395. In Persian.

[39] Haghipour A., Pelissier G., *“Geology of the Saghand Sector”*, In: Haghipour, A., Valeh, N., Pelissier, G., Davoudzadeh, M. (Eds.), Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map: Geological Survey of Iran, H8, (1977), pp. 10–68.

[40] Vase karami M., Sadeghian M., Shekari S., *“Geochronology of late Proterozoic granitoids of north Aghol kando (south of Dochah, southeast of Shahrood)*", In: Proceeding of the 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1395, p.392-398. In Persian.

*Tectonics"*, American Journal of Science, (2003) 303: 622-665.

[23] Asadi S.A.A., Ghorbani Gh., Shafaii Moghadam H., *“Geochronology of the Late Proterozoic granitic and gneissic of the Neybaz complex by U-Pb method on zircon, a strategy to better understanding Cadomian orogenic*", In: Proceeding of the 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 1395, p 70-77.

[24] Karagaranbafghi F., Foeken J.P.T., Guest B., Stuart F.M., *“Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: implications for the Eurasia–Arabia collision”,* Tectonophysics, (2012) 524–525, 100–107.

[25] Masoodi M., Yassaghi A., Nogole Sadat M.A.A., Neubauer F., Bernroider M., Friedl G., Genser J., Houshmandzadeh A., *“Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone”*, Tectonophysics 588, (2013) 189–208.

[26] Darvishzadeh A., Aleh Taha B., *“Magmatism and tectonomagmatism of Late Precambrian in Central Iran”*, Journal of Sciences of Tehran University, vol. 22, No. 1, 1375.

[27] Ahlesada S.M., Ghorbani Gh., Shafaii Moghadam H., *“Geochemistry of Akbar Abad igneous rocks, E Zarand”*, 8th Symposium Iranian Society of Economic geology, 1395, Zanjan University, Zanjan.

[28] Alavi Naeini M., *“Geological map of lakar Kuh, 1:250000 scale”*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 1360.

[29] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Ghorbani Gh., Bakhshizad F., *“Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments”,* Lithos (2016) (240 –243): 34–48.

[30] Jamshidi Badr M., Collins A.S., Masoudi F., Cox G., Mohajjel M., *"The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex*", Northwest Iran. Turkish Journal of Earth Sciences (2013) 22,1– 31.

[31] Jamshidi Badr M., Collins A., Masoudi Fariborz S., *“The age of metasedimentary rocks and their regional metamorphism in the Soursat Complex, NW IRAN: U-Pb dating of zircon and monazite, using LA.ICP-MS”*, The 1st International



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.11.0 ]

[ DOI: 10.29252/ijcm.27.4.897 ]

*of a metamorphic core complex and subsequent formation of the Iranian plateau"*, GSA Today 25 (7), (2015) 4–8.

[47] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., *"Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran"*, Geological Society of America Bulletin 119, (2007) (7 – 8): 961 – 977. 10.1130/B26102.1.

[48] Yassaghi A., Masoodi M., *"A Metamorphic Core Complex model for the host of Uranium mineralization in the Khoshoumi Mountain, Central Iran"*, Resource Geology 61 (3), (2011) 259–269.

[49] Faure G., Mensing T. M., *"Isotopes: Principles and Applications"*, John Wiley and Sons, New Jersey (2005).

[50] Wu F.Y., Li X.H., Zheng Y.F., Gao S., *"Lu–Hf isotopic systematics and their applications in petrology"*, Acta Petrologica Sinica 23 (2), (2007a) 185–220.

[51] Liu Q., Wu Y.B., Wang H., Gao S., Qin Z.W., Liu X.C., Yang S.H., Gong H.J., *"Zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions of migmatites from the North Qinling terrane and their geological implications"*, Journal of Metamorphic Geology (2014) 32 (2), 177–193.

[41] Karimpour M.H., Lang Farmer G., Stern C.R., Salati E., *"U-Pb Zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block)"*, Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 1390/2011, vol. 19, No.1, p. 1-18.

[42] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghih A., Kusky T., *"Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation"*, Tectonophysics, 564–565, (2012) 83–100.

[43] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., *"The Eocene Chapedony metamorphic core complex in Central Iran: preliminary structural results"*, Geophysical Research Abstracts 8, (2006) (EGU06-A-05008).

[44] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Houshmandzadeh A., *"40Ar/39Ar constraints on the tectonothermal evolution of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran"*. Geophysical Research Abstracts 9, (2007) (EGU07-A-07387).

[45] Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., *"The Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica"*, Geophysical Research Abstracts 11, (2009) (EGU 09-A-7969).

[46] Kargaranbafghi F., Neubauer F., *"Lithospheric thinning associated with formation*